



Anomalía de subplacado magmático en el perfil 43.5°S del margen continental argentino

Ana C. Pedraza De Marchi ^{1,2}, Marta E. Ghidella³ y Claudia N. Tocho ^{1,4}

¹ Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas, UNLP. cpedrazadm@fcaqlp.unlp.edu.ar

² Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET). Argentina.

³ Instituto Antártico Argentino.

⁴ Consejo de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires.

Resumen

Los márgenes volcánicos de rift se caracterizan por ocurrencia masiva de volcanismo extrusivo e intrusivo (subplacado magmático) formado durante la ruptura de la litosfera continental (Hinz, 1981; White and McKenzie, 1989). Recientes ilustraciones de la distribución global de estos márgenes revelan que ellos representan entre el 75-90% de los márgenes continentales pasivos (Eldholm et al., 2000). Hinz et al. (1999) muestran que el relativamente poco investigado margen argentino es de tipo volcánico.

Según Thybo and Artemieva (2013), dentro de la definición de subplacado magmático entrarían un amplio rango de procesos y éste podría definirse como la “adición de magma máfico a la corteza inferior y parte superior del manto alrededor del Moho”.

Uno de los aspectos más distintivos de la gravedad en zonas marinas es el efecto de borde de la anomalía de aire libre asociado con márgenes continentales pasivos y que generalmente, se atribuye a la transición entre la corteza continental y oceánica por sus diferentes espesores. La importancia del estudio de procesos reológicos, sedimentación, magmatismo y fenómenos de difusión del calor que modifican la estructura inicial de la corteza por un rift pueden ayudar a entender la característica distintiva del efecto de borde de la anomalía de gravedad en este tipo de márgenes. Una manera útil de lograr esto es a través del “modelado de gravedad orientado por los procesos” (POGM, por sus siglas en inglés) donde cada proceso geológico está asociado a una anomalía. Estas anomalías son: la anomalía del rift, la de la sedimentación y la del subplacado magmático (Watts y Fairhead, 1999).

El interés de este trabajo se centra en la anomalía de gravedad producida por el subplacado magmático rara vez investigada en perfiles reales y en particular en el margen argentino, debido principalmente a la falta de acceso a datos de sismica de refracción. La anomalía del subplacado magmático puede verse como la contribución a la anomalía de gravedad del proceso geológico “subplacado magmático”. Hemos



modelado este efecto considerando valores de densidades estándares e interpretadas por Schnabel et al. (2008) para un rango variable de espesores elásticos. Los resultados obtenidos dan un máximo levantamiento flexural asociado con este efecto, que es 145 m y 276 m para densidades del cuerpo subplacado de 3050 kg/m³ y 3150 kg/m³ respectivamente y una densidad promedio de los sedimentos de 2300 kg/m³.

La principal conclusión de la incorporación del cálculo del efecto del subplacado en el POGM es el aumento de espesor elástico (25 km) para un error medio cuadrático (rms) mínimo en comparación con el cálculo realizado sin considerar el subplacado magmático (20 km), asociado con el engrosamiento de la corteza (Watts, 2001). La anomalía del subplacado presenta contribuciones opuestas para los casos Airy y Flexural como fuera señalado por Watts y Fairhead (1999).

Palabras clave: subplacado magmático, modelado de gravedad orientado por los procesos, levantamiento flexural, margen continental argentino.

Introducción

Los márgenes volcánicos de rift, como el Margen Continental Argentino (Hinz et al., 1999) se caracterizan por ocurrencia masiva de volcanismo extrusivo e intrusivo formado durante la ruptura de la litosfera continental (Hinz, 1981; White and McKenzie, 1989). Recientes ilustraciones de la distribución global de estos márgenes muestran que ellos representan entre el 75-90% de los márgenes continentales pasivos (Eldholm et al., 2000). La ruptura del Gondwana Oeste en el Cretácico temprano y subsecuente apertura del fondo marino resultó en la formación del Océano Atlántico Sur. Sudamérica rotó en el sentido de las agujas del reloj respecto a África en casi 40 Ma (Szatmari, 2000). La ruptura continental y comienzo de apertura en el Atlántico Sur fue acompañada por magmatismo como se infiere en las intrusiones sill, secuencias de flujos de basaltos, voluminosas cuñas volcánicas y corteza inferior de alta velocidad en el margen continental presente. En datos de sismica de refracción se manifiestan grandes volúmenes extrusivos como cuñas de SDRs (seaward dipping reflectors, por sus siglas en inglés) a ambos lados del Atlántico Sur (Franke et al., 2010; Gladeschenko et al, 1997; Jackson et al, 2000). Cuerpos de la corteza inferior de alta velocidad (subplacado magmático) han sido identificados por todos los estudios de sismica profunda en este segmento del Atlántico Sur (Franke et al., 2006; Schnabel et al., 2008), con algún indicador de que el volumen es mayor en la parte este del margen. Dentro de la definición de subplacado magmático entraría un amplio rango de procesos y éste podría definirse como “la adición de magma máfico a la corteza inferior y parte superior del manto alrededor del Moho” (Thybo y Artemieva, 2013). Se asocia el subplacado magmático a ambientes tectónicos compresionales (arcos



magmáticos y formación de corteza, subplacado en paleosuturas en corteza precámbrica) y extensionales (grandes áreas extensionales, grandes batolitos y sills en zonas de transición del Moho, zonas de rift (donde el magma compensa el adelgazamiento de la corteza y se distinguen rifts modernos o paleo rifts) y en márgenes continentales volcánicos de rift como el sector volcánico del margen continental argentino donde se ubica el perfil de refracción a 43.5°S interpretado por Franke et al. (2002), el cual se ha digitalizado en este trabajo. Uno de los aspectos más distintivos de gravedad en zonas marinas es el efecto de borde de la anomalía de aire libre asociado con márgenes continentales pasivos, que generalmente se atribuye a la transición entre la corteza continental y oceánica por sus diferentes espesores. En términos sencillos la anomalía de gravedad de un margen pasivo se compone de un “alto” relacionado con la plataforma continental y un “bajo” asociado con la región del talud. Se ha introducido el cálculo de la contribución del subplacado magmático en el POGM para analizar la modificación que éste introduce en el efecto de borde típico.

Modelo flexural del subplacado magmático

El subplacado magmático se produce cuando magma basáltico es atrapado durante su ascenso a la superficie en la discontinuidad de Mohorovichic o en la corteza (Cox, 1993). El entrampamiento del magma en la corteza se debe a la relativa diferencia de densidades entre el magma ascendente y las rocas de los alrededores. El subplacado magmático puede causar el engrosamiento de la corteza cuando el magma se enfría. Xenolitos de material del manto pueden brindar información sobre la última fuente del magma y revelar heterogeneidades de la mezcla de magma y asimilación de magmas en profundidad (Beard y *Ragland*, 2005). El subplacado magmático perturba el estado de la isostasia en la región. Podemos estimar la cantidad de levantamiento que resultaría del equilibrio comparando columnas de corteza subplacadas con las que no lo están (Watts, 2001). Para calcular los efectos flexurales se define el parámetro número de onda (φ_e) apropiado que modifica la respuesta de Airy a la que produce la flexura utilizando $U(k) = V(k) [(\rho_a - \rho_x)/(\rho_a - \rho_w)]\varphi_e(k)$, donde $U(k)$ y $V(k)$ son la transformada de Fourier del levantamiento y del espesor del subplacado, respectivamente, y φ_e el parámetro en el dominio de los números de onda.

Resultados del modelado

El modelado del efecto del subplacado magmático ha aumentado ligeramente el rms entre la anomalía suma calculada (Pedraza De Marchi, 2015) y la observada, lo cual se muestra en la Tabla 1. Se han probado todos los modelos variando la densidad del cuerpo (ρ_x) en el rango 2900 kg/m³ - 3250 kg/m³ y la densidad de los sedimentos (ρ_s) en el rango 2100 kg/m³-2600 kg/m³. Por último, se han seleccionado dos modelos.

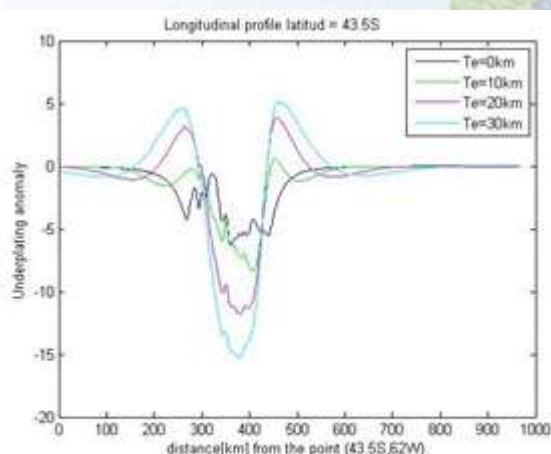


El modelo 1 utiliza la densidad del cuerpo subplacado $\rho_x=3050 \text{ kg/m}^3$ por ser la media entre la velocidad por encima del cuerpo (de la corteza) y debajo del mismo (manto), si bien no se ha utilizado una ley de conversión de velocidades de ondas sísmicas para hallar las densidades, sino valores estándares de densidad de la corteza de 2800 kg/m^3 y del manto de 3330 kg/m^3 . El modelo 2 utiliza el parámetro $\rho_x=3150 \text{ kg/m}^3$ que ha sido interpretado por Schnabel (2008) en el mismo perfil, teniendo en cuenta que el valor que minimiza el rms ($\rho_s=2300 \text{ kg/m}^3$) queda incluido en el rango de densidades 1700 kg/m^3 - 2400 kg/m^3 utilizadas por el autor para al menos dos capas de sedimentos. Con la incorporación del subplacado magmático se observa una tendencia a un aumento del espesor elástico para el rms mínimo debido a que la corteza se engrosó con la aparición del subplacado magmático (levantamiento + subplacado magmático incluido) (Watts, 2001).

Tabla 1. Rms mínimo para diferentes densidades del espesor sedimentario.

	Sin sub.		Con sub. $\rho_x=3050$ [kg/m^3]			Con sub. $\rho_x=3150$ [kg/m^3]		
$\rho_s[\text{kg/m}^3]$	$T_e[\text{km}]$	rms	$T_e[\text{km}]$	$u_{\text{max}}[\text{m}]$	rms	$T_e[\text{km}]$	$u_{\text{max}}[\text{m}]$	rms
2100	25	7.48	30	251.2	8.32	30	131.6	8.13
2200	25	7.35	25	251.1	8.04	25	145	7.97
2300	20	7.29	25	276.7	7.91	25	145	7.921
2400	20	7.32	25	276.7	7.95	20	161.3	8.109
2500	20	7.59	20	307.9	8.15	20	161.3	8.245
2600	15	7.66	20	307.9	8.40	20	161.3	8.596
2700	15	7.92	15	345.2	8.74	15	180.8	8.863

La anomalía de gravedad del subplacado está compuesta por dos efectos: un efecto genera un bajo debido a la baja densidad del material subplacado y el otro un alto debido al desplazamiento del agua por el levantamiento de la corteza. Ésta anomalía es fuertemente dependiente del espesor elástico (T_e) de la litosfera, como se desprende de los ensayos sintéticos de (Watts et al., 1999) donde para un margen débil ($T_e=0 \text{ km}$) el subplacado magmático reduce la



Figural: Anomalía del subplacado



amplitud del “alto” y del “bajo” del efecto de borde y aumenta su longitud de onda mientras que para un margen fuerte ($T_e=20$ km) ocurre el efecto opuesto, el subplacado magmático incrementa la amplitud del “alto” y del “bajo” del efecto de borde y decrece su longitud de onda. Hemos comprobado que la anomalía del subplacado magmático presenta contribuciones opuestas para los casos de Airy y Flexural (Figura1).

Conclusiones

Los resultados obtenidos muestran un máximo levantamiento flexural, asociado con el efecto del subplacado magmático, que es 145 m y 276 m para densidades del cuerpo subplacado de 3050 kg/m^3 y 3150 kg/m^3 , respectivamente y una densidad promedio de los sedimentos de 2300 kg/m^3 .

La principal conclusión de la incorporación del cálculo del efecto del subplacado en el POGM es el aumento de espesor elástico (25 km) para un error medio cuadrático (rms) mínimo en comparación con el cálculo realizado sin considerar el subplacado magmático (20 km), asociado con el engrosamiento de la corteza (Watts, 2001). La anomalía del subplacado magmático presenta contribuciones opuestas para los casos de Airy y Flexural como mostrado por los ensayos sintéticos de Watts y Fairhead (1999).

Referencias

- Beard, J., and P. C. Ragland y M. L. Crawford, 2017. Reactive bulk assimilation: A model for crust-mantle mixing in silicic magmas. *Geology* **33** (8): 681–684. doi:10.1130/G21470AR.1.
- Cox, K.G., 1993. Continental Magmatic Underplating. *Philosophical Transactions of the Royal Society A*: 155-166. doi:10.1098/rsta.1993.0011.JSTOR 54188.
- Eldholm, O., T.P Gladchenko, J. Skogseid y S. Planke, 2000. Atlantic volcanic margins: a comparative study. In: Nøttvedt, A., Larsen, B.T., Olaussen, S., Tørrudbakken, B., Skogseid, J., Gabnelson, R.H., Brekke, H., Birkeland, O. (Eds.), Dynamics of the Norwegian Margin. Geological Society of London Special Publication, Vol. 167. The Geological Society, London, 411–428.
- Franke, D., S. Ladage, M. Schnabel, B. Schreckenberger, C. Reichert, H. Hinz, M. Paterlini, J. de Aballe y M. Siciliano, 2010. Birth of a volcanic margin off Argentina, South Atlantic. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* **11**,Q0AB04.



Franke, D., S. Neben, K. Hinz y B. Schreckenberger, 2002. Hydrocarbon Habitat of Volcanic Rifted Passive Margins, AAPG HEDBERG CONFERENCE. September 8-11, 2002, Stavanger, Norway.

Hinz, K., 1981. A Hypothesis on Terrestrial Catastrophes. Wedges of Very Thick Oceanward Dipping Layers beneath Passive Continental Margins, *Geologische Jahrbuch*, vol. 22, Ingenta, Hannover.

Hinz, K., 1981. A hypothesis on terrestrial catastrophes: wedges of very thick oceanward dipping layers beneath passive continental margins—their origin and paleoenvironmental significance. *Geol. Jahrb., Reihe E, Geophys.* 22, 3–28.

Hinz, K., S. Neben, B. Schreckenberger, H. A. Roeser, M. Block, K.G.D Souza y H. Meyer, 1999. The Argentine continental margin north of 48°S: sedimentary Successions, volcanic activity during breakup. *Marine and Petroleum Geology* 16, 1e25.

Gladczenko, T.P., K. Hinz, O. Eldholm, H. Meyer, S. Neben y J. Skogseid, 1997. South Atlantic volcanic margins. *Journal of the Geological Society* 154, 465e470.

Jackson, M.P.A., C. Cramez y J. M. Fonck, 2000. Role of subaerial volcanic rocks and mantle plumes in creation of South Atlantic margins: implications for salt tectonics and source rocks. *Marine and Petroleum Geology* 17, 477e498.

Pedraza De Marchi, A. C., 2015. Caracterización isostática del sector volcánico del margen continental argentino, Tesis doctoral, Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas, Universidad Nacional de La Plata, La Plata, 174 p.

Schnabel, M., D. Franke, M. Engels, K. Hinz, S. Neben, V. Damm, S. Grassmann, H. Pelliza y P. R. Dos Santos, 2008. The structure of the lower crust at the Argentine continental margin, South Atlantic at 44°S. *Tectonophysics* 454, 14e22.

Szatmari, P., 2000. Habitat of petroleum along the South Atlantic margins. In: Mello, M.R., Katz, B.J. (Eds.), *Petroleum Systems of South Atlantic Margins*. AAPG Memoir, pp. 69e75.

Thybo, H y I. M. Artemieva, 2013. Moho and magmatic underplating in continental lithosphere. *Tectonophysics*, 609, p. 605-619.



Watts, A. B. y J. D. Fairhead, 1999. A process-oriented approach to modeling the gravity signature of continental margins, *The Leading Edge*, no. 18, p. 258-263.

Watts, A. B., 2001. Gravity anomalies, flexure and crustal structures at the Mozambique rifted margin, *Marine and Petroleum geology*, 18. 445-455.

Watts, A. B., 2001. *Isostasy and Flexure of the Lithosphere*, Cambridge University Press.

White, R. y D. McKenzie, 1989. Magmatism at rift zones: the generation of continental margins and flood basalts. *J. Geophys. Res.* 94, 7685–7729.